Földtani Közlöny 135/1, 121–143. (2005) Budapest

A Ditrói alkáli masszívum granitoid kőzeteinek petrogenezise

Petrogenesis of granitoid rocks of the Ditrau Alkaline Massif (Transylvania, Romania)

KOVÁCS Gábor[1] – PÁL-MOLNÁR Elemér[1]

(14 ábra, 3 táblázat)

Tárgyszavak: A-típusú gránit, lemezen belüli gránit (WPG), geokémia, cirkonmorfológia, Ditrói alkáli masszívum, Románia

Keywords: A-type granite, Within-Plate granite, geochemistry, zircon morphology, Ditrau Alkaline Massif, Romania

Cuvinte cheie: granite de tip A, granite de tip intraplaca, geochimie, morfologia zirconului, Masivul Alcalin de la Ditrau, România

Abstract

Re-examination of a part of the Ditrau Alkaline Massif [DAM], identified earlier as granite, has revealed that it has a complex petrography, containing monzonites, syenites and granites. These rocks are mostly peraluminous and moderately to highly fractionated. The most fractionated are the oversaturated rocks (granites) representing the subalkaline branch of the magmatic evolutionary trend, while alkaline branch contains quartz-monzonites, quartz-syenites, syenites and probably nepheline syenites. Monzonites mean transition to mafic rocks and ultramafic rocks which may indicate the primary magma composition. According to the discrimination diagrams, Ditrau granites are A1-type and within-plate granites. K/Ar ages obtained from amphibole and biotite vary between 217.6±8.3 and 196.3±7.4 Ma, which fall close to the age of nepheline syenites (216.0±8.1 Ma) and hornblendites (226.0±9.6 Ma) from the rocks of the massif which also support the coeval relations between them. On the bases of the geochemical character of the samples, these rocks belong to the fractionated part of the magmatic evolutionary suites in the DAM. Occurrence of characteristic accessory minerals, zircon morphology and data from geochemistry suggest a mantle derived parental magma from which the series of derivates were formed by fractionation, differentiation and contamination processes in the upper crust in an extensional, within-plate tectonic setting.

Összefoglalás

A Ditrói alkáli masszívum [DAM] Orotva-pataktól É-ra, ÉK-re elterülő részét a korábbiakban egységes gránittestként kezelte a szakirodalom. Petrográfiai, valamint modális elemzések alapján a kutatott területen hat kőzettípust (szieno- és monzogránit, kvarcszienit, szienit; kvarcmonzonit, monzonit) tudtunk elkülöníteni. Ahogy petrográfiai, úgy a vizsgált kőzetek geokémiai jellege is eltérő. A DAM vizsgált részében a legkevésbé frakcionált az alkáli kvarcmonzonit, kvarcszienit, a legdifferenciáltabb a szubalkáli szienogránit. A jól kutatott alkáli masszívumok (pl. Grönland, Nigéria) magmafejlődése alapján, egy köpeny eredetű bazaltos kiindulási anyag termális szétkülönülése eredményeként frakcionálódik, és a differenciátumok a trachit szintben szétválva kialakítanak egy fonolitos, illetve egy riolitos végtermékkel jellemezhető fejlődési ágat. A geokémiai vizsgálatok szerint a jelen kőzetkémiai rendszerben a monzonit átmenetet képez a mafikus és ultramafikus, összetételben a köpeny eredetű szülőmagmához közel álló kőzetek irányába, míg a (nefelin)szienit és granitoidok a kettéváló fejlődési ágak differenciátumai. A vizsgált kőzetek lemezen belüli, A-típusú, anorogén granitoidok. A DAM gránitjainak mafikus elegyrészein (amfibol, biotit) mért K/Ar-

[1]SZTE Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, H-6721 Szeged, Egyetem u. 2-6.
kovacsg@geo.u-szeged.hu, palm@geo.u-szeged.hu,

koradatok 217,6±8,3 és 196,3±7,4 millió év között változnak. Ezek a koradatok jó egyezést mutatnak a hornblenditek 237±9,1 és a nefelinszienitek 216±8,1 millió éves koradataival, ami a fenti modellt igazolja.

A vizsgált granitoid kőzetek a cirkonmorfológiai, a geokémiai, valamint a koradatok alapján egy magmafejlődési eseményhez köthetők, azaz komagmások és kogenetikusak. A1-típusú köpeny eredetű gránitnak minősülnek, melyek extenziós, lemezen belül (WPG), riftesedő kontinentális környezetben keletkeztek.

Abstract

Prin reexaminarea partii estice si nord-estice a Masivului Alcalin de la Ditrau (MAD), tratat până acum ca un corp granitic omogen, s-a evidentiat complexitatea petrografica a acestuia, constituit din: monzonite, sienite si granite. Aceste roci au caracter peraluminos si sunt bine fractionate. Cele mai fractionate sunt rocile ultrasaturate (granitele), reprezentând o serie subalcalina al trendului evolutionar magmatic, în timp ce seriile alcaline contin: cuarto-monzonite, cuarto-sienite, sienite si probabil sienite nefelinice. Monzonitele caracterizeaza tranzitia spre rocile mafice si ultramafice, care indica compozitia magmatica primara. Dupa diagramele discriminative granitele de la Ditrau sunt de tip A1 si intraplaca. Vârstele de K/Ar obtinute din amfiboli si biotite varieaza între 217,6±8,3 si 196,3±7,4 Ma, care sunt apropae de vârsta sienitelor nefelinice (216, ±8,1 Ma) si a hornblenditelor (226,0±9,6 Ma). Dupa caracterul geochimic rocile analizate apartin partii fractionate a seriei de evolutie magmatica din MAD. Mineralele accesorice, morfologia zirconului si datele geochimice pentru aceste roci sugereaza o origine derivata din magma primara mantelica, care s-a format prin fractionare, diferentiere si contaminare în crusta superioara într-o zona tectonica extensionala de intraplaca.

Bevezetés, előzmények

A Ditrói alkáli masszívum [DAM] első, 1833-as irodalmi említése óta (LILIENBACH 1833) az európai geológusok, petrográfusok érdeklődésének középpontjában áll. Az elmúlt több mint másfél évszázad kutatásait olyan geológusok neve fémjelzi, mint HERBICH (1871, 1878), FELLNER (1867), KOCH (1879), MAURITZ (1909, 1925), FÖLDVÁRI (1946), STRECKEISEN (1935, 1938, 1952, 1954), CORDACEA et al. (1957), ANASTASIU & CONSTANTINESCU (1977, 1979, 1980, 1981) és MOROGAN et al. (2000).

A DAM részletes kutatástörténetét, tekintettel a nagy mennyiségű adatra, időszakokra osztva és a kutatási módszerek függvényében, PÁL-MOLNÁR (1994) foglalta össze. Sajnos 1946 és 1992 között a magyar földtani szakirodalomban a masszívummal kapcsolatosan egyetlen tudományos cikk sem látott napvilágot. A továbbiakban az 1994 utáni, a DAM keletkezésével kapcsolatos korszerű és ellenőrizhető módszereken alapuló eredményeket kívánjuk összefoglalni.

1995-ben PÁL-MOLNÁR & ÁRVA-SÓS az addig általánosan elfogadott elméletet, miszerint a DAM a jurában keletkezett (STRECKEISEN & HUNZIKER 1974; JAKAB et al. 1987) átértékelték. Az egyes kőzetek ásványfrakcióinak több mint 30 db K/Ar koradata alapján először sikerült kimutatni, hogy a masszívum kialakulása egy nagyon hosszú, kétfázisú (középső-triász–kora-jura, középső-jura–kora-kréta) magmás folyamat eredménye. Az ultrabázisos kőzetek középső-triász korát 2 db Ar/Ar koradattal kiegészítve DALLMEYER et al. (1997) is megerősítették. KRÄUTNER & BINDEA (1998) pedig újra hangsúlyozták a DAM hosszú, és többfázisú aktivitását.

JAKAB (1998) a DAM keletkezését a következő négy, időben egymást követő eseménnyel magyarázza: 1. az ultrabázisos és bázisos kőzetek kialakulása; 2. általános alkáli metaszomatózis és az alkáli kőzetek kialakulása; 3. a vörös

szienitek intrúziója és a granitoidok kialakulása a kvarc-tartalmú kristályos kőzetek és a szienitek kontaktzónájában; 4. a 2. metaszomatikus fázis folytatása, melyet a nefelinszienit és ritkábban a szienit intrúzió követett. Szerinte az ultrabázisos és bázisos kőzetek két folyamat során jöhettek létre: (1) peridotit típusú ultrabázisos kőzetek intrúziója, mely kőzeteket utólag erős alkáli-metaszomatózis ért, illetve (2) az idős kristályos aljzat vas-magnéziumos metaszomatózisa és ezen kőzetek utólagos alkáli-metaszomatózisa. A szerző a szerkezeti és ásványtani heterogenitásokra, a relikt kristályos szerkezetek jelenlétére, a plagioklászok alacsony anortit tartalmára, valamint a sziderofil elemek szegénységére hivatkozva az utóbbi keletkezési folyamatot valószínűsíti.

2000-ben, egyidőben és egymástól függetlenül (MOROGAN et al. 2000; PÁL-MOLNÁR 2000) két petrogenetikai modell is született. Mindkettőben feltételeznek egy köpeny eredetű kummulátumot. MOROGAN et al. (2000) a DAM kialakulását OIB-jellegű, bazanitos magmából vezetik le, ami gránát-lherzolitos összetételű asztenoszféra kis fokú olvadásából származik. Szerintük a több szakaszban lejátszódó magmaképződési folyamat hosszabb idejű köpenyfeláramlásra utal. A köpeny eredetű bázisos magmák és a kéreg kontaminációja során képződhetett, telített és túltelített magmák későbbi frakcionációval tovább fejlődtek, egészen az alkáligránit megjelenéséig. Három minta főelemeloszlása alapján az alkáligránitot az A-típusba sorolják és feltételezik, hogy ugyanabból az OIB-típusú köpeny eredetű magmából származik, mint a bázisos összletek, nem kizárván a kéreg-asszimilációs folyamatokat sem. A nefelinszienit a masszívum utolsó nagy magmabenyomulási fázisát képviseli, eredete bazanitos szülőmagmára és kismértékű kéregasszimilációra vezethető vissza.

A másik petrogenetikai modell (PÁL-MOLNÁR 2000) szerint a DAM keletkezése aktivizálódott platform területek miaszkitos magmatizmusához kapcsolható (autonom magmás aktivizáció). A hornblendit, nefelinszienit és gránit kogenetikus, komagmás kőzetek. Az ultrabázisos magma fejlődése az SiO_2 és az alkáliák növekedésével a gránit–nefelinszienit végső rendszerben fejeződött be. A hornblendit → nefelinszienit, hornblendit → gránit fejlődés frakcionációs, illetve AFC (frakcionáció + asszimiláció) magmafejlődés. A szienit K/Ar radiometrikus koradatok alapján mind a hornblendithez, mind a nefelinszienithez és gránithoz képest fiatalabb képződmény, mely a hornblendithez, a nefelinszienithez és a gránithoz hasonló nagytektonikai környezetben keletkezett, de valószínűleg az előbbiektől különböző magmaforrásból származik.

A MOROGAN et al.-féle (2000) genetikai modell kevés, de jól választott analitikai eredményekre támaszkodik, viszont kevésbé veszi figyelembe az egyes kőzetek terepi viszonyait. A PÁL-MOLNÁR-féle (2000) modell elsősorban a terepi, szerkezeti, ásványtani, kőzettani és koradatokra támaszkodik, analógiákat keres a kitűnően kutatott alkáli masszívumok fejlődéstörténetével (Monteregion Hills, White Mountains, Gardar provincia). Az elemzések alapját viszont zömében irodalmi adatok képezik.

A fentiekben vázolt elméletek egyértelműen a DAM kőzettani és genetikai komplexitását mutatják. Az általunk használt „granitoid" megnevezés nem minden esetben fedi a kőzettani granitoid nomenklatúrát. A vizsgált területet ez ideig egységesen gránitként kezelte a szakirodalom, így maradtunk mi is az

elnevezésnél, azonban ez a térképeken egységes gránittest (ZÓLYA & ZÓLYA 1985, 1986) többféle felzikus intermedier és SiO_2-ben túltelített kőzettel jellemezhető.

Összefoglalva a granitoidokkal kapcsolatos kutatásokat, három fontosabb keletkezési elmélet említhető meg: (1) a kvarc-tartalmú metamorf kőzetek és a szienitek kontaktzónájának asszimilációs végtermékei, (2) köpeny eredetű ultramafikus kőzetek frakcionációs, vagy (3) kéreg kontaminációs végtermékei.

Munkánk célja a DAM É–ÉK-i részén felszínre bukkanó granitoid kőzetek petrogenetikai értelmezése ásvány-kőzettani, cirkonmorfológiai, geokronológiai és geokémiai adatok alapján.

Földtani háttér

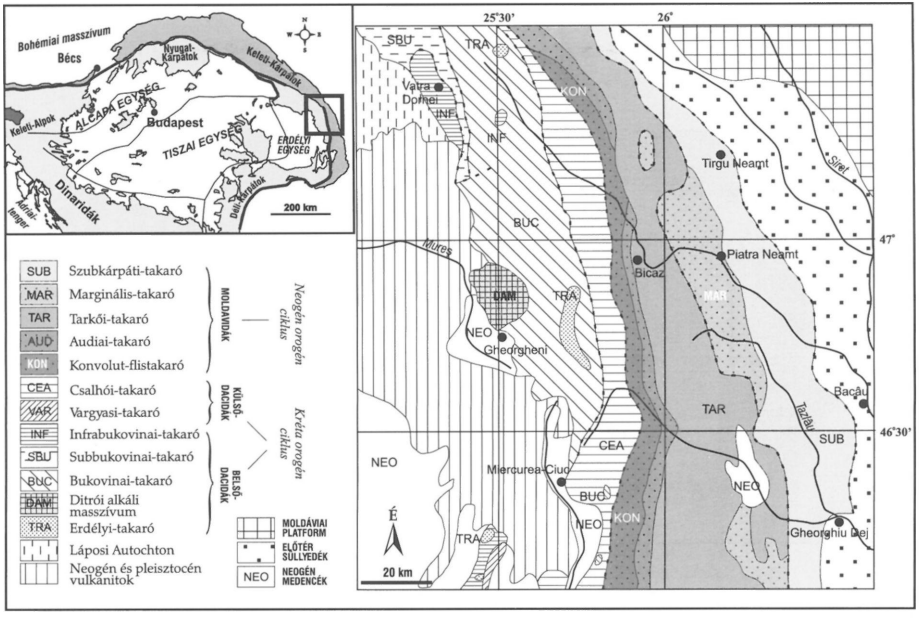
A DAM a Gyergyói-havasok (Muntii Ghiurghiului) D-i, DNy-i részét képezi. Felszínen látható részének átmérője ÉNy–DK irányban 19 km, DNy–ÉK irányban 14 km. Területe, a határzónákkal együtt kb. 225 km^2. A DAM a Kelemen–Görgény–Hargita neogén–kvarter mészalkáli vulkáni övtől K-re, a Bukovinai-takaró prealpi metamorf kőzeteit áttörve bukkan a felszínre. A masszívumot részben a vulkáni ív andezites piroklasztitjai és lávafolyásai, részben a Gyergyói-, és az Orotvai-medencék pliocén–pleisztocén üledékei fedik. Közvetlen kontaktusa üledékes kőzetekkel sehol sem figyelhető meg. Szerkezetileg a Bukovinai-takaróhoz tartozik és annak négy prekambriumi, kora-paleozoos litológiai egységével érintkezik (*1. ábra*). A DAM magmafejlődése a Geta–Bukovinai-mikrolemeznek az eurázsiai szegélytől való leválásához köthető (KRÄUTNER & BINDEA 1998), amely a triászban, a Tethys kinyílásával kezdődött.

Vizsgálati módszerek

A DAM legnagyobb felszíni granitoid kibukkanásából (*2. ábra*) 25 db mintát gyűjtöttünk. A térszínt sűrű fenyőerdő borítja, ezért a mintavétel a patak és útbevágások jól tanulmányozható falfelületein történt. Törekedtünk arra, hogy a minták a lehető legüdébbek legyenek, és kellően reprezentálják az adott feltárásban megjelenő fő kőzettípust.

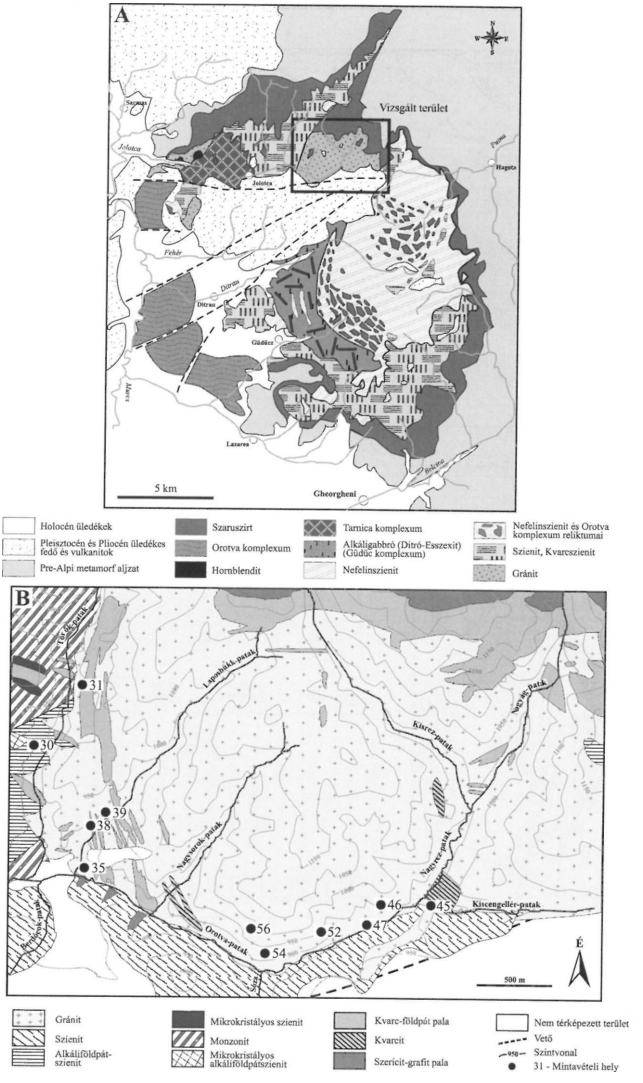
A vékonycsiszolati vizsgálatokat a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén végeztük. Cirkonszeparálás céljából, 800–1000 g kőzetet törtünk meg, melyet nedves szitasoron keresztül három frakcióra választottunk szét. A 0,25–0,063 mm szemcsetartományú frakciót nehézfolyadékos szeparálással (bromoformban) két frakcióra bontottunk. A nehéz frakciót alkohollal átmostuk és megszárítottuk, majd Frantz Isodynamic típusú mágneses szeparátorban 0,2 A áramerősség értékkel növelt lépésekben további ásványfrakciókra bontottunk. Végül a legkevésbé mágneses szeparátumot metilén-jodid oldatban szétválasztottuk, és a leülepedett részben találtunk rá a cirkon szemcsékre.

A geokémiai elemzésekhez, petrográfiai vizsgálatok alapján, a begyűjtött kőzetekből 8 db reprezentatív mintát választottunk ki (*1. és 2. táblázatok*). A modális kimérések alapján (KOVÁCS & PÁL-MOLNÁR 1998) a kiválasztott három



1. ábra. A Keleti-Kárpátok vázlatos szerkezeti térképe és a DAM földrajzi elhelyezkedése (SANDULESCU et al. 1981 után)

Fig. 1 Schematic map of the Eastern Carpathians region after SANDULESCU et al. (1981)


A
Vizsgált terület
Sarmas
Jolotca
Jolotca
Pusza
Hagota
Fehér
Ditrau
Ditrau
Güdücz
Lazarea
Gheorgheni
5 km
Holocén üledékek
Pleisztocén és Pliocén üledékes fedő és vulkanitok
Pre-Alpi metamorf aljzat
Szaruszirt
Orotva komplexum
Hornblendit
Tarnica komplexum
Alkáligabbró (Ditró-Esszexit) (Güdüc komplexum)
Nefelinszienit
Nefelinszienit és Orotva komplexum reliktumai
Szienit, Kvarcszienit
Gránit
B
Tudókpatak
Lapuhakk-patak
Kiscrez-patak
Nagyrez-patak
Nagyorok-patak
Kiscengellér-patak
Orotva-patak
Sata
31
30
39
38
35
46
45
47
56
52
54
É
500 m
Gránit
Szienit
Alkáliföldpát-szienit
Mikrokristályos szienit
Monzonit
Mikrokristályos alkáliföldpátszienit
Kvarc-földpát pala
Kvarcit
Szericit-grafit pala
Nem térképezett terület
Vető
Szintvonal
31 - Mintavételi hely

2. *ábra.* ← A, A Ditrói Alkáli Masszívum vázlatos földtani térképe KRÄUTNER & BINDEA nyomán (1998), B, A Ditrói Alkáli Masszívum ÉK-i részének földtani térképe ZÓLYA & ZÓLYA után (1986) A körök jelzik a geokémiai elemzéshez gyűjtött minták helyét

Fig. 2 ←A, Schematic map of the Ditrău Alkaline Massif after KRÄUTNER & BINDEA (1998); B, Geological map of the NE part of the DAM (after ZÓLYA & ZÓLYA 1986). Rock sampling stations for geochemical analysis are indicated by dots

1. *táblázat* A vizsgált kőzetek reprezentatív főelem összetétele (wt. %) és nyomelem koncentrációi (ppm)

Table 1 Results of major (wt. %) and trace element (ppm) analyses

Minta *wt%*	ÁGK-6831	ÁGK-6835	ÁGK-6839	ÁGK-6845	ÁGK-6846	ÁGK-6847	ÁGK-6854	ÁGK-6856	Átlag gránit
SiO_2	63,5	71,7	67,4	67,8	68,2	77,1	65,8	70,2	73,8
TiO_2	0,77	0,40	0,45	0,23	0,18	0,09	0,36	0,16	0,25
Al_2O_3	17,23	14,86	16,50	17,28	17,61	13,34	16,71	14,27	13,40
Fe_2O_3*	4,18	2,01	3,06	1,98	2,20	1,25	4,04	1,85	2,20**
MnO	0,12	0,06	0,07	0,07	0,07	0,02	0,18	0,08	n/a
MgO	1,01	0,47	0,65	0,24	0,26	0,13	0,50	0,27	0,40
CaO	2,20	0,77	0,96	0,19	0,64	0,12	0,53	0,29	1,20
Na_2O	5,08	4,59	5,02	5,98	6,15	4,67	6,12	4,41	3,50
K_2O	4,95	4,74	5,28	6,50	5,81	4,59	6,61	5,32	4,80
P_2O_5	0,30	0,20	0,21	0,04	0,09	0,06	0,19	0,13	0,09
Total	99,34	99,78	99,60	100,32	101,21	101,36	101,05	96,99	99,64
A/NK	1,26	1,17	1,18	1,01	1,07	1,06	0,97	1,10	
A/CNK	0,97	1,06	1,05	0,99	1,00	1,04	0,92	1,05	
ppm									
Ba	582	293	433	64	126	32	435	180	800
Be	3,7	6,4	2,9	6,0	4,4	6.1	26,9	4,5	-
Co	5	4	5	5	6	6	7	7	3
Cr	5	4	13	3	5	4	12	17	8
Cu	13	33	16	14	13	15	16	20	-
Ga	24	20	23	26	28	26	40	29	-
Hf	5,9	1,8	2,6	14,4	13,9	5,8	24,9	19,0	6,5
Mo	n/a	n/a	n/a	4,7	5,1	5,1	8,4	4,2	-
Nb	106	73	82	160	79	429	234	147	21
Ni	6,8	4,1	11,9	5,1	5,9	4,7	14,3	9,4	7,0
Pb	1,7	7,0	10,5	4,6	1,2	17,4	3,0	3,9	25,0
Rb	480	444	318	614	453	1005	728	403	170
S	57	90	39	18	40	20	117	67	-
Sc	2,8	1,8	3,6	1,0	1,0	0,4	2,9	1,5	5,0
Sr	402	173	230	14	36	13	75	43	122
Ta	6,4	3,7	4,1	5,0	4,1	24,8	13,5	11,2	1,7
V	31	13	23	4	6	2	25	5	18
Y	21	13	19	16	11	19	40	19	45
Zn	71	34	52	33	32	21	120	49	
Zr	476	241	306	630	557	140	946	690	250
Ce/Nb	0,7	1,0	1,5	0,9	1,3	0,1	1,0	1,9	4,5
Ba/La	-	7,8	7,2	1,0	2,9	-	-	1,6	20,0
Y/Nb	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,2	0,1	2,1
Nb/Ta	16,6	19,5	20,3	32,3	19,5	17,3	17,3	13,2	12,4

Fe_2O_3* Totál Fe, mint Fe_2O_3; n/a - nem elemzett összetevő

ÁGK-6831 Monzogránit - Török-patak; ÁGK-6835 Monzogránit - Laposbükk-patak

ÁGK-6839 Szienogránit - Laposbükk-patak; ÁGK-6845 Szienit - Nagyág-patak

ÁGK-6846 Monzonit - Nagyág-patak; ÁGK-6847 Szienogránit - Nagyág-patak

ÁGK-6854 Kvarcszienit - Nagyág-patak; ÁGK-6856 Szienogránit - Nagyág-patak

Átlagos gránit összetétel CONDIE (1993) után

2. táblázat A vizsgált kőzetek reprezentatív ritkaföldfém elemösszetétele (ch = kondritra normált értékek)
Table 2 Rare earth element analyses (ppm), (ch = chondrite normalised ratio)

Minta	ÁGK-6831	ÁGK-6835	ÁGK-6839	ÁGK-6845	ÁGK-6846	ÁGK-6847	ÁGK-6854	ÁGK-6856
La	n/a	37,8	60,2	66,6	44,4	n/a	n/a	112,5
Ce	75,1	70,6	121,6	146,2	100,5	38,1	223,6	281,4
Nd	20,1	14,5	25,5	13,3	10,3	5,5	38,8	38,5
Sm	6,4	5,1	7,6	6,4	5,1	4,8	12,4	11,5
Eu	1,1	0,6	1,0	0,3	0,4	0,2	1,2	0,6
Gd	7,7	4,6	7,3	4,9	4,6	3,6	13,6	8,9
Tb	1,2	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a	n/a
Dy	3,8	2,3	3,5	2,3	1,6	3,5	6,4	3,4
Er	4,6	2,9	3,9	3,4	2,7	3,4	5,9	3,6
Yb	2,0	1,3	1,7	2,3	1,4	2,0	4,7	2,1
Lu	1,0	0,6	0,8	0,9	0,8	0,7	2,0	1,1
$(La/Lu)_{ch}$	–	6,9	8,1	7,6	5,6	–	–	11,1
$(Eu/Eu^*)_{ch}$	0,5	0,4	0,4	0,2	0,3	0,1	0,3	0,2
$(La/Yb)_{ch}$	–	20,2	24,3	20,4	21,5	–	–	37,0
$(La/Sm)_{ch}$	–	4,6	5,0	6,5	5,5	–	–	6,1
$(Gd/Lu)_{ch}$	1,0	1,0	1,2	0,7	0,7	0,6	0,8	1,1
$(Gd/Yb)_{ch}$	3,1	3,0	3,5	1,8	2,6	1,5	3,4	3,5
Ce/Yb	36,9	54,6	70,9	64,6	70,4	19,5	48,0	133,7

3. táblázat A DAM granitoidjainak K/Ar koradatai
Table 3 K/Ar ages from separated mineral fraction of granitoids of DAM

Minta	Kőzettípus Lelőhely	A vizsgált ásvány	K-tartalom (%)	$^{40}Ar_{rad/g}$ (ncm^3/g)	$^{40}Ar_{rad/g}$ (%)	K-Ar kor (millió év)
ÁGK-6677	Gránit Orotva (Jolotca), Török-patak	Biotit	4,443	$3,9891 \cdot 10^{-5}$	84,6	217,6±8,3
		K-földpát	3,728	$2,2004 \cdot 10^{-5}$	80,5	146,0±5,6
ÁGK-6703	Gránit Orotva (Jolotca), Török-patak	Biotit	3,044	$2,6757 \cdot 10^{-5}$	79,9	213,5±8,2
		K-földpát	3,844	$2,1606 \cdot 10^{-5}$	73,9	139,1±5,4
ÁGK-6704	Gránit Orotva (Jolotca), Nagyág-patak	Biotit	4,482	$3,8038 \cdot 10^{-5}$	95,2	206,3±7,8
		K-földpát	3,844	$2,2165 \cdot 10^{-5}$	62,9	142,7±5,7
ÁGK-6827	Monzogránit Orotva (Jolotca), Török-patak	Amfibol	3,41	$2,7641 \cdot 10^{-5}$	93,6	197,3±7,4
		K-földpát	4,08	$2,2348 \cdot 10^{-5}$	94,5	135,9±5,1
ÁGK-6831	Monzogránit Orotva (Jolotca), Török-patak	Amfibol	1,33	$1,0719 \cdot 10^{-5}$	87,7	196,3±7,4
		Biotit	3,46	$2,8194 \cdot 10^{-5}$	92,4	198,3±7,5
ÁGK-6853	Szienogránit Orotva (Jolotca),	Biotit	4,04	$3,3468 \cdot 10^{-5}$	95,0	201,4±7,6
		K-földpát	3,84	$2,1891 \cdot 10^{-5}$	85,8	141,0±5,4

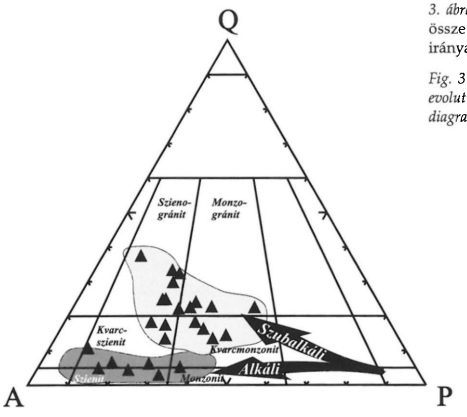
szieno- és két monzogránit, egy kvarcszienit és egy szienit, valamint egy monzonit minta teljes kőzet elemzésére a Stockholmi Egyetemen került sor. A főelem-oxidokat ICP-AES módszerrel, a nyomelemeket és a ritkaföldfémek ICP-AES és ICP-MS módszerekkel kombinálva határoztuk meg.

A K/Ar kormeghatározások 6 db mintából, a feltüntetett ásvány frakciókból (*3. táblázat*) Debrecenben az Atomkiban történtek. A műszerek és az alkalmazott mérési eljárások ismertsége miatt (BALOGH 1985), itt nem kerülnek bemutatásra. A számításoknál használt állandók STEIGER & JÄGER (1977) munkájában megtalálhatók. Az eredmények közlésénél feltüntettük a mérési hibát is, mely csak az analitikai hibát (standard deviáció értékét) jelenti, a geológiai hibát, azaz az argonvesztést vagy gazdagodást nem lehetett számszerűleg megadni. Jól ismert, hogy az ásvány K/Ar kora a záródási hőmérséklet elérését jelenti, mely ásványfajonként változó. Az amfibolok záródási hőmérséklete 400–500 °C, a biotité 300 °C és 120–130 °C körüli a földpátoké.

Petrográfiai jellemzés

A vizsgált kőzetek alapvetően világosszürkék, halvány rózsaszínes, vöröses árnyalatúak. Makroszkópos vizsgálatok alapján három csoportba sorolhatók: a, hipidiomorf szemcsés kőzetek K-földpát megakristályokkal; b, hipidiomorf-ekvigranuláris, közepes szemcseméretű kőzetek; c, kataklasztos kőzetek. A fő kőzetalkotó ásványok a kvarc + alkáli földpát (mikroklin) + plagioklász (albit-oligoklász) + biotit ± hornblende ± alkáli amfibol ± alkáli piroxén (KOVÁCS & PÁL-MOLNÁR 1998). A minták a mafikus ásványok alapján két fő csoportba sorolhatók: az egyikben biotit és/vagy hornblende a fő színes elegyrész (ÁGK-6831, ÁGK-6835, ÁGK-6839, ÁGK-6847), míg a másikban a Na-amfibol (arfvedsonit) és Na-piroxén (egirin) az uralkodó (ÁGK-6845, ÁGK-6846, ÁGK-6854, ÁGK-6856). A vizsgált minták közt a biotit- és/vagy hornblende-tartalmúak a gyakoribbak. Ha figyelembe vesszük a színes elegyrészeken alapuló csoportosításokat (SHAND 1947; CLARKE 1992) a két típus eltérő geokémiai összetételt is jelent. Ezek alapján az első csoport főként a metalumínium jellegű kőzeteket, míg a második csoport a peralkáli jellegű kőzeteket foglalja magában. A modális kimérések eredményét a kvarc–alkáli földpát–plagioklász (QAP) Streckeisen-féle diagramban (LE MAITRE 1989) ábrázoltuk (*3. ábra*), s a vizsgált kőzetek hat mezőbe esnek: szieno- és monzogránit; kvarcszienit, szienit; kvarcmonzonit, monzonit. A korábbi munkákban a DAM Orotva-patáktól É–ÉK-re elterülő része, mint egy egységes gránittest jelent meg. Meglepő, hogy többfajta intermedier kőzet is található a homogénnek vélt „gránit testben". Kérdéses a szienitek és kvarcszienitek kapcsolata a gránitokkal és a délebbre felszínre bukkanó, tömeges szienittel, nefelinszienittel.

A vizsgált kőzetek mindegyikében egyaránt előforduló leggyakoribb akcesszórikus elegyrészek: az apatit, a titanit, a cirkon, az allanit és az opak ásványszemcsék. Az apatit és a cirkon ásványok főként kvarcban, földpátban és biotitban jelennek meg.



3. ábra A vizsgált kőzetek modális összetétele és magmafejlődési irányai (LE MAITRE 1989)

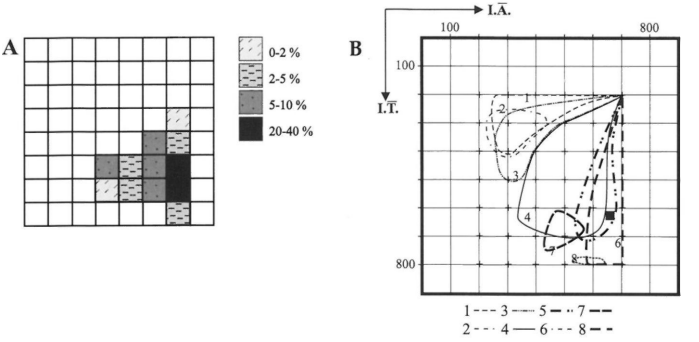
Fig. 3 Modal analyses and magmatic evolutionary trends of samples in QAP diagram (LE MAITRE 1989)

Cirkonmorfológiai vizsgálatok

A cirkonok vizsgálata fontos információt szolgáltat a granitoidok típusára, kialakulásukra (PUPIN 1980). A petrográfiai leírás alapján, a cirkon vizsgálatokhoz három mintát: egy szienitet (ÁGK-6836) és két szienogránitot (ÁGK-6839, ÁGK-6853) választottunk ki. Egy mintából mintegy 100–150 szemcse elemzése ad megfelelő statisztikus eredményt, ezért két minta cirkon típusainak eloszlását (ÁGK-6836, ÁGK-6853) kellő óvatossággal kezeltük, mivel mintánként csak mintegy 20–30 db ásványszemcsét sikerült szeparálni. A három minta hasonló morfológiai típusokat tartalmaz, s mivel homogén kőzettest esetén akár egy minta elemzése is kellően reprezentálja a magmás testet (PUPIN 1985). Úgy véljük tehát, hogy az eredmény felhasználható a granitoidok genetikai modelljének kialakításához.

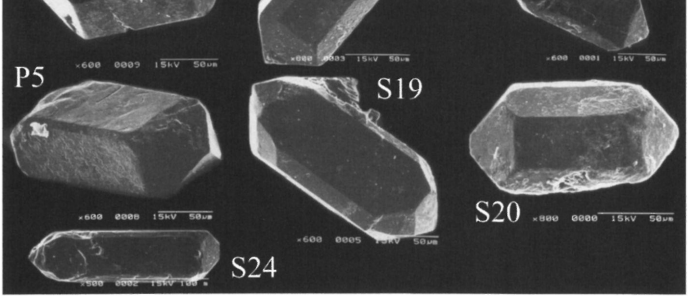
A három vizsgált minta cirkon populációira az áttetsző, víztiszta, halványsárga, halványbarna, ritkán vörösesbarna átlátszatlan cirkonszemcsék a jellemzőek. A szemcsék idiomorfak, a piramis és prizma lapok jól fejlettek, éleik nem lekerekítettek. Gyakoriak az opak zárványok, valamint a kristályok központi részén olykor korábbi kristályosodási fázis nyomai is észlelhetők, melyek szintén idiomorfak. Sok szemcse zónás megjelenésű, ami több kristályosodási fázisra utal. A vizsgált populációkban a leggyakoribb cirkonmorfológiai típusok (PUPIN 1980): P4, P5, P3, S19, S20, S24 és D (*4., 5. ábra*).

A számított I.A és I.T. értékek alapján a minta a szubalkáli és az alkáli mezőbe esik (*4. ábra*), és a cirkonszemcsék kialakulására magas hőmérséklet valószínűsíthető (KOVÁCS & M. TÓTH 1999). A cirkonok képződési hőmérsékletének pontosabb meghatározása céljából felhasználtuk a geokémiai elemzéseket. A WATSON & HARRISON (1983) számítási módszerébe behelyettesítve a Zr-koncentrációkat, pontosabban megadható a cirkonszemcsék telítési hőmérséklete (pontosabb, mint a PUPIN-féle diagram I.T. értéke). Ennek alapján a vizsgált nyolc



4. ábra Az ÁGK-6839 sz. minta cirkonpopulációjának gyakorisági eloszlása a PUPIN-féle diagramban (1980) I.A - alkalinitási index; I.T - hőmérséklet index. Al-leukogránit (1), (szub)autochton monzogránit-granodiorit (2), intruzív Al-monzogránit-granodiorit (3), mészalkáli és K-mészalkáli gránit (4), szubalkáli gránit (5), alkáligránit (6), kontinetális tholeites gránit (7), óceáni tholeites gránit (8), ÁGK-6839 számú minta (¦).

Fig. 4. A Zircon typology diagram (PUPIN 1980) of sample No. ÁGK-6839. I.A - alkalinity index; I.T - temperature index. aluminous leucogranites (1), (sub)autochtonous monzogranites-granodiorites (2), intrusive aluminous monzogranites-granodiorites (3), calc-alkaline and K-calc-alkaline series granites (4), subalkaline series granites (5), alkaline series granites (6), continental tholeiitic granites (7), oceanic tholeiitic series granites (8), sample ÁGK-6839 (¦).



5. ábra Az ÁGK-6839 sz. minta leggyakoribb cirkonmorfológiai típusai (SEM felvételek)

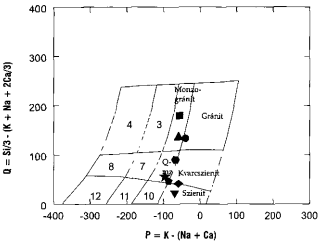
Fig 5 SEM photos of the most frequent zircon types of No. ÁGK-6839

minta két csoportba különül: az egyikben a Ts=770–860 °C között változik, míg a másik csoportban a Ts=880–930 °C.

Geokémiai vizsgálatok

Geokémiai összetételük alapján, a minták szieno-, monzogránit, kvarcszienit, szienit és kvarcmonzonit csoportjába sorolhatók (DEBON & LE FORT 1983 – *6. ábra*), ami jó egyezést mutat a modális kimérések eredményeivel. A geokémiai elemzések bemutatása és értékelése során ezt a nomenklatúrát alkalmazzuk.

A vizsgált granitoidok geokémiai adatait összehasonlítva az átlagos gránit összetétellel (CONDIE 1993) láthatjuk, hogy a DAM kőzeteinek magasabb az Al_2O_3, Na_2O, K_2O, Rb, Sr, Nb, Zr, Ga és alacsonyabb a Ba, Pb, Y, Ni tartalma (*1. táblázat*). A minták főelem-oxid értékei az alábbi tartományban mozognak: az SiO_2 63,5–77,1 tömeg%, a CaO- és MgO-tartalom 0,1–0,9, valamint 0,1–0,6 tömeg% között, kivéve az ÁGK-6831-es minta, mely 2,2 tömeg% CaO- és 1,0 tömeg% MgO-tartalmával eltér a többitől. Az FeO*/MgO arány 4,6–10,7, viszonylag magas és az alkáli tartalom is: a K_2O 4,7–6,5 tömeg%, a Na_2O 4,4–6,1 tömeg% között változik.



★ ÁGK-6831 - monzogránit ● ÁGK-6839 - szienogránit
▲ ÁGK-6835 - monzogránit ◆ ÁGK-6845 - szienit
● ÁGK-6846 - monzonit ▼ ÁGK-6854 - kvarcszienit
■ ÁGK-6847 - szienogránit ◆ ÁGK-6856 - szienogránit

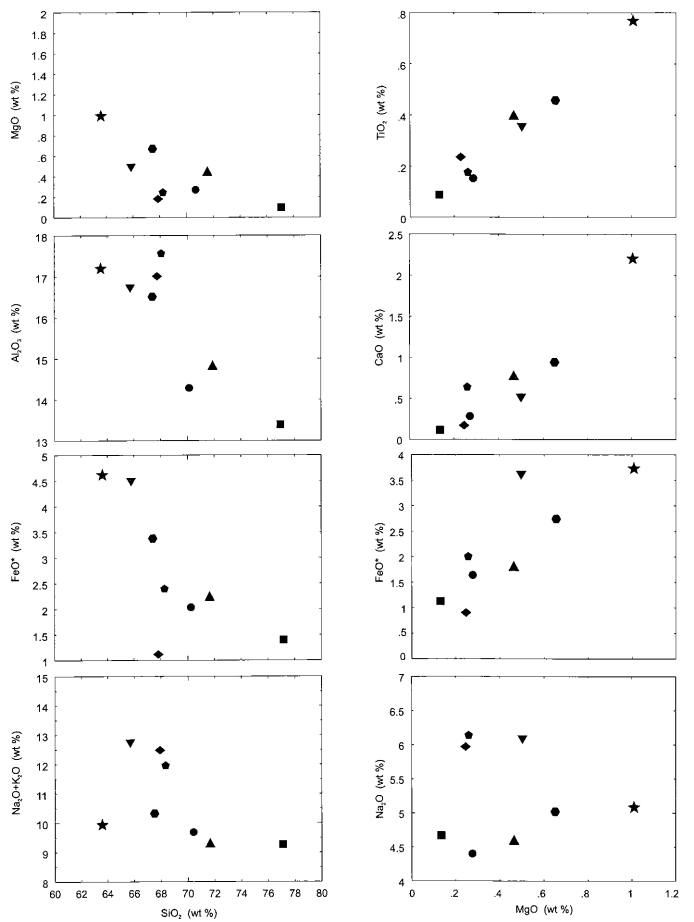
6. ábra. A vizsgált kőzetek geokémiai besorolása a Q-P diagramon DEBON & LE FORT (1983) alapján

Fig. 6 Q-P diagram of studied sample after DEBON & LE FORT (1983)

A minták mérési eredményeit Harker-diagramokon ábrázolva jellegzetes frakcionációs, differenciációs trend mutatható ki. A növekvő SiO_2 mennyiségével szemben csökken az MgO, Al_2O_3, FeO*, (*7. ábra*), valamint a MnO, CaO, és TiO_2 mennyisége. A Na_2O+K_2O diagramon a minták két csoportra különülnek. Az alacsonyabb alkália tartalmú minták értékeiben nincs szignifikáns különbség. A másik csoportban 2–3 tömeg%-kal magasabb az alkáliák koncentrációja. Megfigyelhető, hogy az ÁGK-6845, ÁGK-6846, ÁGK-6854 és esetenként az ÁGK-6856 számú minták eltérnek a differenciációs trendtől és egyben az ÁGK-6831 számú legkevésbé differenciált és az ÁGK-6847 számú legdifferenciáltabb mintákra fektethető illeszkedési vonaltól. Az Al_2O_3, Na_2O+K_2O esetében jól látható az elkülönülés. A Harker-diagramok másik csoportjában a MgO növekedésével nő az TiO_2, a CaO és a FeO* mennyisége (*7. ábra*). A Na_2O esetében szintén két, az SiO_2 diagramon is megjelenő minta összetételű, csoport válik szét.

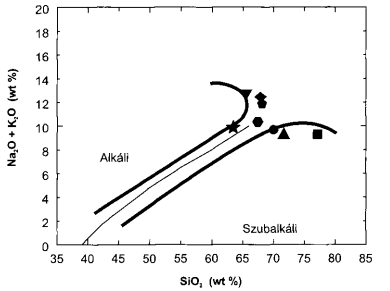
A kőzetek szubalkáli (ÁGK-6835, ÁGK-6847, ÁGK-6856), és alkáli (ÁGK-6831, ÁGK-6845, ÁGK-6846, ÁGK-6854) jellegűek (IRVINE & BARAGER 1971 – *8. ábra*).

Az agpaitikus index ($AI=Na_2O+K_2O/Al_2O_3$) értéke 0,58 és 0,76 között változik. Legmagasabb az ÁGK-6854 és ÁGK-6845, legalacsonyabb az ÁGK-6831, ÁGK-6835



7. ábra. A főelem-oxidok eloszlása a SiO_2 és MgO függvényében

Fig. 7 Harker variations diagrams major oxides vs. SiO_2 and MgO

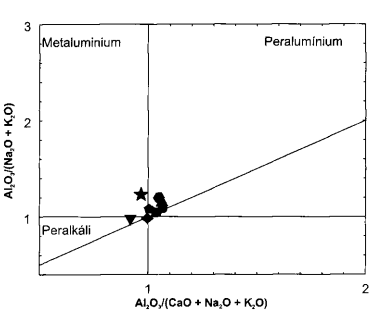


★ ÁGK-6831 - monzogránit ● ÁGK-6839 - szienogránit
▲ ÁGK-6835 - monzogránit ◆ ÁGK-6845 - szienit
● ÁGK-6846 - monzonit ▼ ÁGK-6854 - kvarcszienit
■ ÁGK-6847 - szienogránit ● ÁGK-6856 - szienogránit

8. ábra A vizsgált kőzetek SiO_2 vs. (Na_2O+K_2O) eloszlása (IRVINE & BARAGAR 1971) A vastag vonalak magmafejlődési utat ábrázolnak UPTON eredményei szerint (1974)

Fig. 8 SiO_2 vs. (Na_2O+K_2O) diagram after IRVINE & BARAGAR (1971) Thick lines represent magmatic evolutionary trend after UPTON (1974)

és az ÁGK-6839 számú mintákban. Amint fentebb már utaltunk rá, a Shand-index tapasztalati rendszere alapján a kőzetek ásványos összetételéből is következtethetünk azok geokémiai jellegére (SHAND 1947; CLARKE 1992). Az A/CNK és A/NK diagramon (MANIAR & PICCOLI 1989) a minták a Shand-index szerinti három csoportba sorolhatók: az ÁGK-6835, ÁGK-6839, ÁGK-6847 és ÁGK-6856 számú minták peralumínium, az ÁGK-6831, ÁGK-6845 valamint az ÁGK-6846 számú minták metalumínium jelleguek, az ÁGK-6854 számú minta viszont peralkáli (*9. ábra*). SHAND (1947) megfigyelésével nincs összhangban a vizsgált kőzetek geokémiai jellege, mivel nem minden alkáli színeselegyrész tartalmú kőzet peralkáli. Az ASI (Alumínium Telítettségi Index= Al_2O_3/ $CaO+Na_2O+K_2O$) 0,92 és 1,06 között változik, csak egy minta peralkáli a négy alkáli amfibol- és alkáli piroxéntartalmú mintából. Az utóbbi mintákat magas (AI=0,68-0,76), a biotit- és/vagy hornblendetartalmúakat alacsonyabb agpaitikus index jellemzi.

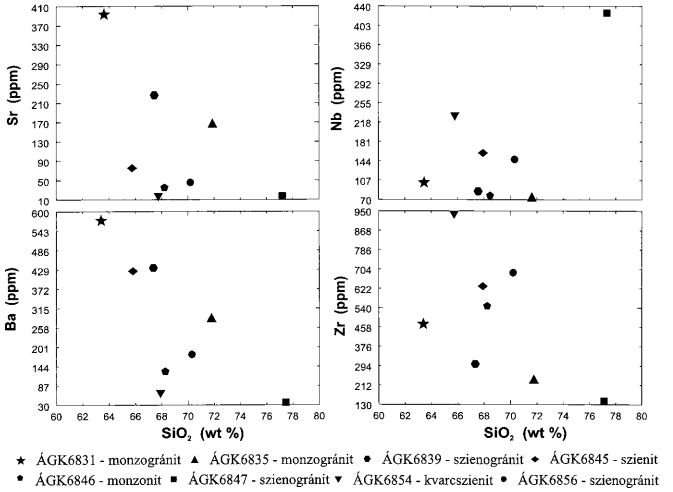


★ ÁGK-6831 - monzogránit ● ÁGK-6839 - szienogránit
▲ ÁGK-6835 - monzogránit ◆ ÁGK-6845 - szienit
● ÁGK-6846 - monzonit ▼ ÁGK-6854 - kvarcszienit
■ ÁGK-6847 - szienogránit ● ÁGK-6856 - szienogránit

9. ábra A vizsgált kőzetek $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (A/NK) vs. $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ (A/CNK) eloszlása MANIAR & PICCOLI (1989) alapján

Fig. 9 Shand's index of samples according to MANIAR & PICCOLI (1989)

A nyomelemekre elkészített Harker-diagramokon (*10. ábra*) a növekvő SiO_2-tartalommal együtt csökken a Sr, Ba, Nb, Zr értéke, bár a főelem-oxidok esetében elkülönült minták (ÁGK-6845, ÁGK-6846, ÁGK-6854, ÁGK-6856) ezekben a diagramokban is elkülönülnek. Az említett négy mintának alacsonyabb a Sr és Ba, és magasabb a Zr tartalma, mint a másik csoport tagjainak. A Nb esetében az



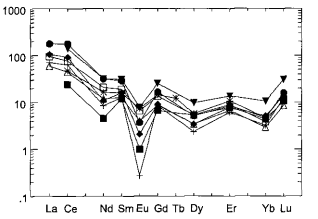
10. ábra. A nyomelemekre elkészített Harker-diagramok

Fig. 10 Harker variations diagrams (trace elements vs. SiO_2)

ÁGK-6847 számú minta majd kétszer nagyobb Nb tartalma miatt elkülönül a fent említett két csoporttól. A Nb/Ta arány tág értékek, 13,2 és 32,3 közöttt változik. A felső szélső érték szienit (ÁGK-6845) mintához tartozik, ami ismét felveti a kérdést a szienitek kapcsolatait illetően. Bár a minta a főelem-oxid összetételei alapján jól beillik a frakcionációs sorozatba, illetve az UPTON (1974) által felvázolt magmafejlődési folyamatba (lásd alább).

A sokelemes variációs diagramon (nem közölt ábra) Pb, Ba, Sr, Eu, Ti, valamint V és Ni negatív anomália mutatható ki. A görbék lefutása hasonló, bár a minták, frakcionációs, differenciációs mértékének függvényében változik azok meredeksége. Ettől a trendtől eltéréseket is találunk, ahol a minták két csoportra válnak szét, pl. a V, Cr esetében.

A kondritra (SUN & MCDONOUGH 1989) normált értékek a minták ritkaföldfém elemekben való gazdagodását mutatják (*11. ábra*); könnyű ritkaföldfémekben gazdagabbak, mint nehéz ritkaföldfémekben. A könnyű RFF eloszlások fokozatos esést mutatnak egy változó mértékű negatív Eu-anomália irányába, míg a nehéz RFF-k eloszlása közel egy vízszintes egyenes mentén változik. A kondritra



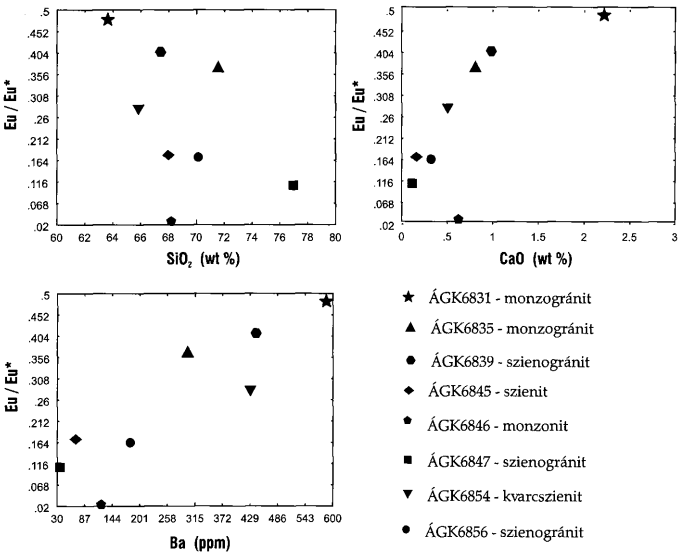
✳ ÁGK6831 - monzogránit + ÁGK6846 - monzonit
△ ÁGK6835 - monzogránit ■ ÁGK6847 - szienogránit
□ ÁGK6839 - szienogránit ▼ ÁGK6854 - kvarcszienit
◆ ÁGK6845 - szienit ● ÁGK6856 - szienogránit

11. ábra A ritkaföldfém elemek (REE) kondritra (SUN & MCDONOUGH 1989) normált eloszlása

Fig. 11 Chondrite-normalized (SUN & MCDONOUGH 1989) REE-patterns of samples

normált (La/Sm)ch aránya 4,6 és 6,5 között, az (Eu/Eu*)ch 0,1 és 0,5 között, a (Gd/Lu)ch 0,6 és1,2 között változik (2. *táblázat*). A CaO és a Ba fokozatosan csökken a növekvő Eu-kiürülés mértékével (*12. ábra*).

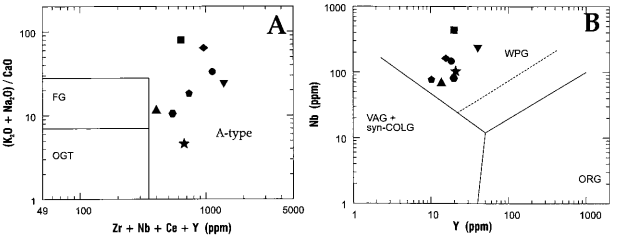
A geokémiai adatokból a kőzetek genetikai típusára és a keletkezésük tektonikai körülményeire is következtethetünk. A vizsgált kőzetek anorogén, A-típusú granitoidok (WHALEN et al. 1987 – *13A. ábra*). PEARCE et al. (1984) szerint az A-típusú gránitok jól megfeleltethetők a lemezen belüli gránitokkal (WPG) (*13B. ábra*). Az Y-Ce-Nb és az Y-3Ga-Nb háromszög-diagramok alapján az A-típusú gránitok két részre bonthatók (EBY



12. ábra. A vizsgált kőzetek Eu/Eu* vs. SiO_2, CaO és Ba eloszlása

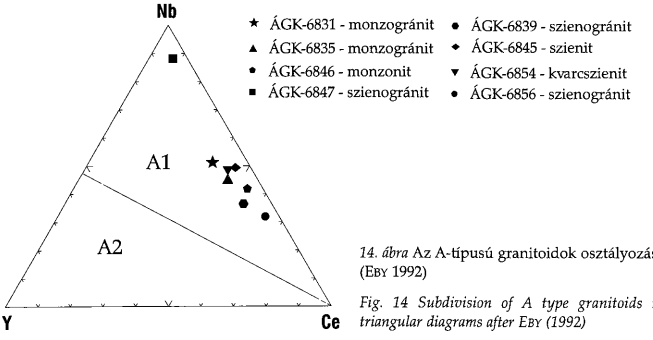
*Fig. 12 Distributions of SiO_2, CaO and Ba vs. Eu/Eu**

1992). Az A1-típus azokat a magma differenciátumokat jelenti, melyek forrása megegyezik az óceáni sziget bazaltokéval, és lemezen belüli vagy kontinentális rift zónák magmatizmusa során alakult ki. Az A2-típusba azok a magmák tartoznak, melyek vagy kontinentális kéregből, vagy szigetív magmatizmusból, vagy kontinens-kontinens ütközési cikluson átesett kéregből származnak. A vizsgált minták az A1 típusba tartoznak (*14. ábra*), azaz azon köpeny differenciátumok közé, melyek a lemezen belüli és a kontinentális rift zónák magmáinak kiindulási anyagával azonosak.



13. ábra. A vizsgált kőzetek petrotektonikai helyzete WHALEN et al. (A) (1987) és PEARCE et al. (B) (1984) alapján Rövidítések: FG=Frakcionált felzikus gránit; OGT=Orogén gránitok; WPG=Lemezen belüli Gránitok; ORG=Óceáni hátság gránit; VAG+synCOLG=Vulkáni ív Gránit

Fig. 13 Discrimination diagram according to WHALEN et al. (A) (1987) and PEARCE et al. (B) (1984) Abbr.: FG=Fractioneted Felzic Granites; OGT=Orogenic Granite Types; WPG=Within Plate Granite; ORG=Ocean Ridge Granite; VAG+synCOLG=Volcanic Arc Granite



14. ábra Az A-típusú granitoidok osztályozása (EBY 1992)

Fig. 14 Subdivision of A type granitoids in triangular diagrams after EBY (1992)

A DAM gránitjainak kora

Mint ismeretes a mélységi magmás és a metamorf kőzetek ásványain mért K/Ar-korok legtöbbször záródási hőmérsékletként értelmezhetők. Mivel a metaszomatikus és a tektonikus események minden ásvány korát befolyásolhatják, ezért leginkább a magas záródási hőmérsékletűek használhatók a kőzetek korának meghatározásához. Következésképp a DAM kőzeteinek a korát is indokolt az amfibolok és biotitok koradatai alapján vizsgálni.

A DAM gránitjainak mafikus elegyrészein (amfibol, biotit) mért K/Ar-koradatok 217,6±8,3 és 196,3±7,4 millió év között változnak (*3. táblázat*). Ezek a mérési eredmények hibahatáron belüli jó egyezést mutatnak a korábbi gránit koradatokkal, illetve a nefelinszienitek amfiboljainak 216±8,1 és a hornbelnditek amfiboljainak a 237±9,1 millió éves (PÁL-MOLNÁR & ÁRVA-SÓS 1995) korával, valamint a DALLMEYER et al. (1997) által, $^{36}Ar/^{40}Ar - {}^{39}Ar/^{40}Ar$ módszerrel, gabbró és diorit minták korára megadott 231±0,1 és 227,1±0,1 millió éves értékekkel. A földpátokból származó K/Ar-korok 146,0±5,6 és 135,9±5,1 millió év között változnak, amely jó egyezést mutat a szienitek korával (PÁL-MOLNÁR 2000; KRÄUTNER & BINDEA 1998).

Eredmények, következtetések

A petrográfiai és geokémiai vizsgálatok is a vizsgált kőzettest összetettségére utalnak. A színes (mafikus) fő kőzetalkotó ásványok szerint két csoportra oszthatjuk a vizsgált mintákat: az első csoportba biotit és/vagy hornblende, míg a másodikba a Na-tartalmú alkáli amfibol és piroxén-tartalmú minták tartoznak. A kvarc–alkáli földpát– plagioklász (QAP) diagramon a minták két csoportot alkotnak (lásd alább).

Az akcesszórikus ásványok fontosak lehetnek a kőzetek keletkezési körülményeinek meghatározására. BROSKA & UHER (1991) cirkonmorfológiai vizsgálataik során azt találták, hogy monacit-tartalmú gránitok alacsony hőmérsékleten képződnek (I.T.<350°C), míg az allanit-tartalmúak magasabb hőmérsékleten (I.T.>350°C). A DAM kőzeteiben monacit nem található, és az apatit, cirkon, allanit, titanit előfordulása egyértelműen arra utal, hogy nem S-típusú gránitokhoz tartoznak. Az előzetes cirkonmorfológiai vizsgálatok (PUPIN 1980) (melyek az I.A–I.T. diagramban a fő kőzetalkotók alapján jelölik ki a cirkonpopuláció várható főbb genetikai típusait) szintén erre engednek következtetni. A szeparált cirkonfrakciók alapján) a vizsgált kőzetek köpeny eredetű (kéreg kontaminációi nem zárható ki) olvadékból származnak (lásd alább – *4. ábra*).

A vizsgált kőzetek geokémiai jellege, mint ahogy azt az előbbiekben már láttuk, eltérő. A fő-, és nyomelemekre elkészített Harker variációs diagramok is ezt tükrözik. A minták közt kirajzolható egy frakcionációs fejlődési trend a legkevésbé differenciált kvarcmonzonit (ÁGK-6831) és a legdifferenciáltabb szienogránit (ÁGK-6847) között. A legtisztábban ez az összefüggés a MgO, FeO*, CaO, és a TiO_2 esetében látható (*7. ábra*). Feltételezhetően azért, mert ezek a főelem-oxidok kevésbé mobilisak, mint az alkáliák, az Al_2O_3 vagy az SiO_2. Utóbbi komponenseknél jól körvonalazhatóan elválik, az összetételükben is különböző, két csoport. A nem alkáli mafikus elegyrész tartalmú minták közt a frakcionáció ezen elemek

esetében is jól látható (ÁGK-6831, ÁGK-6835, ÁGK-6839 számú minták). Megfigyelhető, hogy a növekvő SiO_2 tartalommal csökken az alkáliák és az Al_2O_3 mennyisége. A frakcionáció során felesleges SiO_2 kvarc formájában jelenik, így a legdifferenciáltabb minta egyben a legnagyobb SiO_2 tartalmú is (ÁGK-6847 számú minta).

A nyomelemek diagramjain is elkülönül a minták két csoportja. Az SiO_2–Zr diagramon a nagyobb Zr-tartalmú minták megegyeznek az alkáli csoporttal, míg a szubalkáli kőzetek alacsonyabb Zr-tartalmúak. A Zr inkompatibilis elem, ezért a két csoport közti különbség feltehetően genetikai okokra vezethető vissza. A Sr- és Ba- tartalom alacsonyabb az alkáli, mint a szubalkáli csoportban. A Ba esetében ez azért meglepő, mert a K-ot izomorf módon helyettesíti, és mivel az alkáli csoport K-ban gazdagabb, mint a szubalkáli, ezért egyértelmű lenne a Ba magasabb értéke. Így azonban feltételezhető, hogy főleg a biotit frakcionációjára utal a szubalkáli csoport magasabb Ba tartalma, mivel a biotit elsődleges magmás elegyrész ebben a csoportban, míg a másikban ritkán és főleg másodlagos ásványként, az alkáli színes-elegyrészek átalakulásához kötötten jelenik meg.

A növekvő Eu kiürüléssel a Ba csökkenő tendenciát mutat, ami biztos jele a földpát és biotit frakcionációnak. A Ca és a Sr mennyisége szintén csökken a növekvő Eu kiürüléssel, ami a plagioklász frakcionáció sajátsága. Az (Eu/Eu*)ch értéke tükrözi a minták frakcionációs fokát. A 0,1 érték a legdifferenciáltabb szienogránitot (ÁGK-6847) jelöli, míg a legnagyobb (0,48) érték a kevésbé differenciált, kvarcmonzonit (ÁGK-6831 számú mintára) jellemző. A minták RFF eloszlásai azt mutatják, hogy a jelentős a könnyű RFF dúsulása, mely arra utal, hogy az olvadék kéreg kontamináció során gazdagodott ezen elemekben.

A vizsgált kőzetek fejlődését a fentiek figyelembevételével az alkáli-szilika diagram (IRVINE & BARAGER 1971) segítségével vázolhatjuk fel, kiegészítve UPTON (1974) megfigyeléseivel a DNy-grönlandi Gardar provincia kőzetein végzett kutatásaival (*8. ábra*). A diagramon két fejlődési trend figyelhető meg: egy köpeny eredetű bazaltos kiindulási anyag a termális szétkülönülés eredményeként frakcionálódik és a differenciátumok a trachit szintben szétválnak, kialakítva egy fonolitos, illetve egy riolitos végtermékkel jellemezhető fejlődési ágat. Ha a DAM ultrabázisos és bázisos, valamint az intermedier kőzeteit feltesszük az alkáli-szilika diagramra, akkor ugyanezt a trendet láthatjuk (PÁL-MOLNÁR 2000; MOROGAN et al. 2000). Az általunk vizsgált kőzetek a frakcionáltabb mintákat képviselik. A kvarcmonzonit (ÁGK-6831) felel meg közel annak a szintnek, ahol kettéválik a szubalkáli, riolitos (gránit) és az alkáli, fonolitos (nefelinszienit) fejlődési ág. Ez előbbire az ÁGK-6835, ÁGK-6839, ÁGK-6847 és az ÁGK-6856 számú minták, míg az utóbbira az ÁGK-6845, ÁGK-6846 valamint az ÁGK-6854 számú minták a jellemzők. Érdekes, hogy az ÁGK-6856 számú minta alkáli színeselegyrész-tartalmú, ugyanúgy, mint a fonolitos fejlődési ág tagjai, de az ábrán mégsem tartozik közéjük, bár a geokémiai elemzések során többször is velük mutatott hasonlóságot.

EBY diszkriminációs diagramja (1992) (*14. ábra*) megerősíti az ultrabázitok-bázitok és a jelen munka során vizsgált SiO_2 tekintetében telített és túltelített minták komagmás, kogenetikus viszonyát, mivel a vizsgált kőzetek az A1 csoport tagjaként köpeny eredetű gránitnak minősülnek, melyek extenziós, lemezen belül (WPG), riftesedő kontinentális környezetben keletkeztek. Mindezt a

cirkonmorfológiai vizsgálatok is alátámasztják, melyek eredményeként a vizsgált kőzetek kialakulására kéreg+köpeny, illetve köpeny eredet valószínűsíthető. WATSON & HARRISON féle számítási módszer alapján (1983) a cirkon magas (Ts=770–930 °C) hőmérsékleten képződött.

A vizsgált granitoidok a hornblenditekkel (DALLMEYER et al. 1997) és a nefelinszienitekkel (PÁL-MOLNÁR & ÁRVA-SÓS 1995) közel azonos korúak, 220–230 millió éve alakultak ki. Valószínű, hogy a hornblenditek, nefelinszienitek és granitoidok közel azonos időben, viszonylag gyorsan hűltek le, mivel az amfibol és a biotit ásványok kora hasonló és a záródási hőmérsékletük is viszonylag közeli. Ez a magmás tevékenység a középső-triász extenziós tektonikai környezetben, a déleurópai passzív kontinentális szegélyen, köpeny eredetű magma felemelkedésével indult (DALLMEYER et al. 1997). A DAM ilyen korú kőzeteinek keletkezése a kontinentális kérgen belüli köpenyfeláramláshoz köthető. A magma fokozatos frakcionációja és differenciációja, valamint a kéreg asszimilációja révén két fejlődési ág mentén számos kőzettípus jött létre. A fejlődési ágak végtermékei a nefelinszienitek és a granitoidok. A vizsgált minták geokémiai viselkedése és a kőzetek egyező kora megerősíti ezt a fejlődési elméletet és a kőzetek közti kogenetikus kapcsolatot. A földpátokból származó K/Ar korok 146,0±5,6 és 135,9±5,1 millió évek között változnak (valamint egyes biotit korok is ezt az éréket adták), amelyek jó egyezést mutatnak a szienitek korával. A szienitintrúzió tehát egy második magmás esemény, a kőzetek főként a jelenleg vizsgált területtől D-re a masszívum központi részén találhatók a felszínen. Képződésük jó egyezést mutat a Geta–Bukovinai-mikrokontinensnek az Európai-platformtól a jurában (kb. 160–150 millió év) történő elszakadásával a Civcin–Severin (Szörényi) riftrendszer mentén (SANDULESCU 1980). Mivel a vizsgált minták közt szereplő szienitek, kvarcszienitek korolása nem történt még meg, ezért kérdéses a kapcsolatuk a granitoidokkal. Ellenben a cirkonmorfológiai, de főként a geokémiai vizsgálatok alapján a szienitek beilleszthetők az alkáli fejlődési ág ultrabázittól a nefelinszienitig tartó folytonos kőzetsorozatába. Újabb koradatok tükrében átláthatóbbá válik a kőzettípusok közti kapcsolat.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetet mondunk BATKI Anikónak a Stockholmi Egyetemen végzet kémiai elemzésekért. Köszönet illeti Igor BROSKÁt a cirkon telítési hőmérsékletek számításában nyújtott segítségéért. A dolgozat a T 046736 sz. OTKA keretében készült.

Irodalom – References

ANASTASIU, N. & CONSTANTINESCU, E. 1977: Studiul feldspatiol si amfibolilor din masivul alcalin de la Ditrau. – Raport geologic, Archiva IGPSMS, Manuscript.

ANASTASIU, N. & CONSTANTINESCU, E. 1979: Structura si petrogeneza masivului alcalin de la Ditrau. –Raport geologic final. Archiva IPEG „Harghita", Manuscript.

ANASTASIU, N. & CONSTANTINESCU, E. 1980: Structure du massif alcalin de Ditrau. – *An. Univ. Buc. Seria Geol.* **29**, 3–22.

ANASTASIU, N. & CONSTANTINESCU, E. 1981: Feldspatii plagioclazi din Masivul alcalin de la Ditrau. – *Stud. Cerc. Geol. Geofiz. Geogr. Ser. Geol.* **26/1**, 83–95.

BALOGH, K. 1985: K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: techniques, experiences and methods of chronological studies. – *ATOMKI Reports* **D/1**, 277–288.

BROSKA, I. & UHER, P. 1991: Regional typology of zircon and its relationship to allanite, monazite antagonism (on an example of Hercynian granitoids of Western Carpathians). – *Geol. Carpathica* **42/5**, 271–277.

CLARKE, D. B. 1992: Granitoid Rocks. – Chapman & Hall, 3–76.

CORDACEA, A. CORDACEA, D. M. & IANOVICI, V. 1957: Structura geologica a masivului de roci alkaline de la Ditrau. – *Bul. St. R.P.R. Geol. Geofz.* **II/3–4**, 385–446.

CONDIE, K. C. 1993: Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. – *Chemical Geology* **104**, 1–37.

DALLMEYER, D. R., KRÄUTNER, H-G. & NEUBAUER, F. 1997: Middle-late Triassic 40Ar/39Ar hornblende ages for early intrusions within the Ditrau alkaline massif, Rumania: Implications for Alpine rifting in the Carpathian orogen. – *Geologica Carpathica* **48**, 347–352.

DEBON, F. & LE FORT, P. 1983: A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. – *Transaction of the Royal Society of Edinborugh, Earth Sciences* **73**, 135–150.

EBY, G. N. 1992: Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. – *Geology* **20**, 641–644.

FELLNER, A. 1867: Chemische Untersuchung der Gesteine von Ditró. – *Verh. K. K. Geol. R. A.* **17**, 285–287.

FÖLDVÁRI, A. 1946: A Ditrói nefelinszienit masszívum koráról és kontakt hatásáról. – *Rel. Ann. Inst. Geol.. Hung., B disp.* **8/1–2**, 11–32.

HERBICH, F. 1871: Északkeleti Erdély földtani viszonyai. – *Magyar Kir. Földtani Intézet Évkönyve* 284–292.

HERBICH, F. 1878: A Székelyföld földtani és őslénytani leírása. – *Magyar Kir. Földtani Intézet Évkönyve*, **V/2.**

IANOVICI, V. 1938: Considérations sur la consolidation du massif syénitique de Ditrau, en relation avec la tectonique de la région. – *C. R. Acad. Sci. Roum.* **II/6**, 689–694.

IRVINE, T. N. & BARAGER, W. R. A. 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**, 523–548.

JAKAB, Gy. 1998: Geologia Masivului Alcalin de la Ditrau. – Editura Pallas–Akadémia, Miercurea Ciuc, 297 p.

JAKAB, GY., GARBASEVSCHI, N., BALLA, Z., ZAKARIÁS, L., PÉTER, J., STRUNGARU, T., HEREDEA, N., SILEANU, T., ARONESCU, M., POSTOLACHE, C., MOCANU, V., TEULEA, G., HANNICH, D. & TIEPAC, I. 1987: Sinteza datelor obtinute prin prospectiuni geologice complexe, lucrari miniere si foraje, executate pentru minereuri de metale rare si disperse, feroase si neferoase în masivul de roci alkaline de la Ditrau, jud. Harghita. Archiva IPEG „Harghita", Manuscript.

KOCH, A. 1879: A ditrói syenittömzs kőzettani és hegyszerkezeti viszonyairól. – *Magyar Tud. Akad. Értekezések* **IX/2.**

KOVÁCS, G. & PÁL-MOLNÁR, E. 1998: Petrographical characteristics of Ditrau (Orotva) granites, Eastern Carphatians, Transylvania, Romania: A preliminary description. – *Acta Mineralogica-Pertrographica, Szeged* **39**, 35–48.

KOVÁCS, G. & M. TÓTH, T. 1999: Zircon typology in granitoid rocks of the Ditrau Massif, Transylvania, Romania. – *Acta Mineralogica- Pertrographica, Szeged* **40**, 45–54.

KRÄUTNER, H-G. & BINDEA, G. 1998: Timing of the Ditrau alkaline intrusive complex (Eastern Carpathians, Romania). – *Slovak Geological Magazine* **4**, 213–221.

LE MAITRE, R.W. 1989: A Classification of Igneous Rocks and Glossary Terms, Blackwell, Oxford.

LILIENBACH, L. 1833: Journal d'un voyage géologique fait en travers toute la chaíne des Carpathes, en Bucovine, en Transylvanie et dans le Marmarosch. – *Mém. Soc. Géol. France* **1**, 237–316.

MANIAR, P. D. & PICCOLI, P. M. 1989: Tectonic discrimination of granitoids. – *Geological Society of America Bulletin* **101**, 635–643.

MAURITZ, B. 1909: Das Syenitmassiv von Ditró. – *Földtani Közlöny* **39**, p. 522.

MAURITZ, B. 1925: A magmatikus differenciáció a ditrói és a mecseki foyaitos kőzetekben. – *Matematikai Természettudományi Értesítő* **41**, 241–252.

MOROGAN, V., UPTON, B. G. J . & FITTON, J. G. 2000: The petrology of the Ditrau alkaline complex, Eastern Carpathians. – *Mineralogy and Petrology* **69**, 227–265.

PÁL-MOLNÁR, E. 1994: A Ditrói Szienitmasszívum kialakulása a földtani megismerés tükrében. – *A Magyar Tudományos Akadémia Szegedi Akadémiai Bizottságának Kiadványai, Szeged*, 85 p.

PÁL-MOLNÁR, E. 2000: Hornblendites and diorites of the Ditrau Syenite Massif. Ed. Dept. of Mineralogy, Geochemistry and Petrology, University of Szeged, Szeged, 172.

PÁL-MOLNÁR, E. & ÁRVA-SÓS, E. 1995: K/Ar radiometric dating on rocks from the northern part of the Ditrau Syenite Massif and its petrogenetic implications. – *Acta Mineralogica- Pertrographica, Szeged* **36**, 101–116.

PEARCE, J. A. HARRIS, N. B. W. & TINDLE A. G. 1984: Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. – *Journal of Petrology* **25**, 956–983.

PUPIN, J. P. 1980: Zircon and Granite Petrology. – *Contrib. Mineralogy and Petrology* 73, 207–220.

PUPIN, J. P. 1985: Magmatic zoning of Hercynian Granitoids in France based on Zircon Typology. – *Schweizerische Minereraloghische und Petrographische Mitteilungen* **65**, 28–55.

SANDULESCU, M. 1980: Analyse géotectonique des chaines alpines situées autuor de la Mer Noire occidentale. – *An. Inst. Geol. Geofiz.* **56**, 5–54.

SANDULESCU, M. KRÄUTNER, H. G. BALINTONI, I., RUSSO-SANDULESCU, D. & MICU, M. 1981: The structure of East Carpatians (Moldavia–Maramures area). – XII. Cong. Carp. Balk. Geol. Assoc., Bucharest. Guide to excursion BI.

SHAND S. J. 1947: Eruptive Rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits. – 3rd edition, J. Wiley and Sons, New York, 488 p.

STEIGER, R. H. & JÄGER, E. 1977: Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – *Earth Planet. Sci. Lett.* **36**, 359–362.

STRECKEISEN, A. 1935: Zur Differentiation im Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Rumänien). – *Bul. Lab. Mineral. Univ. Bucaresti* 1, 65–71.

STRECKEISEN, A. 1938: Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro in Rumänien als Beispiel einer kombinierten Differentiation und Assimilation. – Verh. Schweiz. Naturf. Ges. 159–161.

STRECKEISEN, A. 1952: Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen), I. Teil. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **32**, 251–309.

STRECKEISEN, A. 1954: Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen), II. Teil. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **34**, 336–409.

STRECKEISEN, A. & HUNZIKER, I. C. 1974: On the origin of the Nephelinesyenite Massif of Ditró (Transylvania, Romania). – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **54**, 59–77.

SUN, S. S.& MCDONOUGH, W. F. 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. – In: *Magmatism in the ocean basins. Geological Society, Special Publication* **42**, 313–345.

UPTON, B. G. J. 1974: The alkaline province of south-east Greenland. – In: SORENSEN, H. (Ed.): The alkaline rocks London. John Wiley, 622 p.

WATSON E. B. & HARRISON T. M. 1983: Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. – *Earth Planet. Sci Letters* **64**, 295–304.

WHALEN J. B., CURRIE K. L. & CHAPPELL B. W. 1987: A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. – *Contrib. Mineralogy and Petrology* **95**. 407–419.

ZINCENCO, D. & VLAD, C. 1978: Studiul geochimic-metalogenetic al masivului Ditrau si al formatiunilor adiacente cu privire speciala asupra mineralizatiilor associate. Partea I. Structura, petrografia si petrologia masivului. Archiva IPEG „Harghita", Manuscript.

ZÓLYA, L. & ZÓLYA, É. G. 1985: A geological study based on geological mapping carried out in 1:5000 scale from the area of the Putna Întunecoasa spring (in Romanian). Doc. Dept of IPEG „Harghita", Miercurea-Ciuc, Manuscript.

ZÓLYA, L. & ZÓLYA, É. G. 1986: A geological study based on geological mapping carried out in 1:5000 scale from the area of the Tilalmas -Halaság spring (in Romanian). Doc. Dept of IPEG „Harghita", Miercurea-Ciuc, Manuscript

Kézirat beérkezett: 2004. 05. 17.